青海湖流域不同下垫面类型对地表温度的生物物理影响

李永广， 苑广辉

（南京信息工程大学，中国气象局气溶胶-云-降水重点开放实验室，江苏 南京 210044）

摘 要： 本研究选取青海湖流域亚高山灌丛和温性草原两个不同土地覆盖类型的站点，利用湍流通量数据和自动气象站数据对比生长季和非生长季两个站点的微气象要素和地表能量平衡收支，评估土地利用/土地覆盖变化(Land Use/Land Cover Changes，LULCC)对地表温度的生物物理影响。亚高山灌丛相比温性草原具有更低的地表温度、气温和土壤温度，在生长季两个站点的地表温度、气温和土壤温度的差异更为明显，而非生长季相对湿度的差异更为明显。根据直接分解温度理论(Direct Decomposed Temperature Metric，DTM)，分析不同下垫面对地表温度的生物物理影响。结果表明：白天灌丛相比草原的冷却作用主要贡献因素是短波辐射、地表土壤热通量和感热通量项，其中短波辐射在灌丛的冷却中起到正反馈作用，而后两者起到负反馈作用。夜间灌丛的冷却作用主要贡献因素是地表土壤热通量项。在相同气候和天气背景下，不同下垫面确实会对地表温度有明显的生物物理反馈作用。

关键词： 土地利用和土地覆盖变化；地表温度；辐射收支；地表土壤热通量；湍流通量；青海湖流域

土地利用/土地覆盖变化（Land Use/Land Cover Changes，LULCC）是区域和全球气候变化的主要驱动因素之一[1]。LULCC可以通过生物化学效应和生物物理效应两种途径影响气候。LULCC的生物化学效应主要反映在固碳潜力上，其作用强度取决于不同下垫面类型转换。例如，将草原转化为农田所导致的碳汇减少量比森林转化为农田要低很多[2]。此外，LULCC还可以通过生物物理效应影响地表和大气之间的能量分配和水循环，其影响因素主要有地表反照率、叶面积指数和地表粗糙度等地表参数[3-4]，从而对气候产生影响。如果LULCC涉及足够大的区域，对气候的影响可以从区域扩展到全球尺度。以往的研究表明，区域气候对地表性质的微小变化也可能高度敏感[5]。因此，准确且详细的地表数据对于评估LULCC对气候的影响至关重要。

在过去的几十年里，地球上一半以上的下垫面已经被人类改变[6]。人为活动造成土地利用变化对当地气候的影响是复杂的。尽管地表反照率变化已被普遍认为是最强的气候强迫因子[7]，但LULCC也会通过其他非辐射过程显著影响地表温度，如地表粗糙度[8]和蒸散[9]，这些变化是不确定的且难以量化，但其对地表辐射和能量再分配过程产生了重要的影响，从而导致不同气候背景下不同地表类型之间地表温度的明显差异[10-13]。Burakowski等[14]评估了反照率、地表粗糙度和波文比差异造成的生物物理效应，结果表明，地表粗糙度是导致森林和周围开阔地地表温度差异的主要生物物理因素。Zhao和Jackson[15]利用卫星数据中的反照率、地表温度和蒸散变化评估了LULCC对地表温度的生物物理影响。他们发现，地表温度和蒸散变化引起的长波辐射强迫相当于或者超过反照率变化引起的短波辐射强迫。Li等[16]认为在35°N和45°N之间，反照率和蒸散的生物物理效应数值相差不多，但符号相反，导致森林和开阔地之间的地表温度差异很小。非辐射过程对地表温度的影响与辐射过程在大小上相当，在符号上相反，二者相互制约，导致在不同气候背景下LULCC对地表温度的影响存在明显差异[17]。

收稿日期： 2023-05-27； **修订日期：** 2023-07-30
基金项目： 国家自然科学基金项目（42005061）；江苏省基础研究计划自然科学基金（BK20200818）
作者简介： 李永广（2001-），男，主要从事陆气相互作用研究. E-mail: lyg6280@163.com
通讯作者： 苑广辉. E-mail: yuangh@nuist.edu.cn

卫星观测被广泛应用于研究LULCC对地表温度的生物物理效应[18]。Bright等[19]结合了卫星和地面观测数据，证明了在评估LULCC对地表温度的影响时考虑非辐射影响的重要性。Schultz等[20]使用遥感和观测数据研究了LULCC的生物物理效应在白天和夜晚的差异，研究表明由于地表粗糙的影响，相比于裸土，森林温度在白天更低而夜间更高。Ge等[21]使用卫星观测比较了2001—2012年的相邻森林和开阔土地的数据来调查造林对区域气候的影响，并结合"内在生物物理机制"理论（Intrinsic Biophysical Mechanism，IBPM）进行研究，结果表明，与开阔地相比，森林通过辐射效应升温0.23 K（±0.21 K），通过非辐射效应降温0.74 K（±0.50 K），非辐射效应的影响远大于辐射效应。康利刚等[22]基于MOD11A2地表温度数据，采用ArcGIS空间分析与数理统计方法，对2002—2021年青海湖流域的不同土地利用类型、不同海拔高度的地表温度变化特征进行了分析。结果表明：青海湖流域不同土地利用类型年均地表温度排序为：耕地>林地>灌木>草地>荒地>冰川。虽然卫星观测数据被广泛应用，但是其由于缺少土壤热通量和感热通量的数据，只能根据能量平衡方程计算得到感热通量，再进行进一步的计算，显然这样的计算存在较大误差。

测量陆气中能量、水分和碳交换的通量观测网络的发展为量化和解决陆面模型[23]中的不确定性提供了一个良好的平台。一些通量塔的部署方式，可以用来量化LULCC的生物物理效应。通过利用邻近的不同下垫面通量塔站点，可以研究LULCC对地表温度[24-28]的影响。He等[29]分析了奇瓦瓦沙漠北部的草地-灌木过渡带观测数据，研究表明在冬季灌木的夜间气温比草地高2 K，这主要是由于灌木在白天具有更强的土壤热通量向土壤深层传输热量，在夜间向地表释放热量。李岳坦等[30]利用青海湖流域同一河道断面的草地和具鳞水柏枝灌丛的空气温度、相对湿度等数据，对两种群落小气候特征进行了研究，研究表明在6—9月具鳞水柏枝灌丛的月平均气温值显著高于草地的月平均气温值。赵梦启等[31]利用贵州陈旗流域内林地、灌丛、玉米地、草地等植被的温度以及湿度等数据，分析了温度垂向和空间日变化特征，结果表明林地对温度调节功能最显著；灌丛对温度的调节功能与林地相似；玉米地和草地对微气候调节能力显著弱于林地，在平面空间上，不同植被类型的温度分布存在差异。以地表能量平衡为基础，直接分解温度（Direct Decomposed Temperature Metric，DTM）理论将不同下垫面之间地表温度的差异归因于入射辐射、地表反照率、土壤热通量、感热和潜热通量的差异，可量化LULCC的生物物理效应[32]]。

青海湖流域位于中国西北部，是中国最大的内陆湖泊青海湖的主要水源地。青海湖流域是典型的内陆河流域，水资源分布不均，水利资源开发利用面临着很大的挑战。流域生态系统脆弱，草地退化、水土流失等问题严重，人类活动对其影响较大。基于以上原因，我们选取了青海湖流域两个不同下垫面的邻近站点进行研究，由于背景气候较为一致，故其地表温度差异可归因于LULCC。比较了青海湖流域两个不同下垫面的站点之间的微气象要素、地表能量平衡与辐射收支的差异以及LULCC对地表温度的生物物理效应。

1　数据与方法

1.1　数据来源

本文所采用的数据来自国家青藏高原科学数据中心（TPDC）的祁连山地区天空地一体化综合监测网专题。祁连山地区天空地一体化生态环境综合监测网络是基于物联网的地面长期协同观测、典型样地无人机观测、重点区域高时空分辨率与全区域长时序遥感监测的结合，建立了该区域生态监测站点体系、指标体系、评估体系。生成的祁连山地区多源、多尺度、多要素的综合监测数据集将提升"山水林田湖草沙"系统的综合监测能力。地面观测数据集覆盖了祁连山地区六大流域（黑河流域、青海湖流域、大通河流域、疏勒河流域、石羊河流域、柴达木盆地）。

青海湖位于青藏高原，是中国最大的内陆盐湖。受东亚季风、印度季风和西风急流影响，青海湖流域为寒冷、半干旱气候。年平均气温-1.1~4.0 ℃，年平均降水量291~579 mm，年平均蒸发量可达1300~2000 mm。下垫面植被以高寒草甸、高山灌丛和草地为主[33]。本文选取2021年青海湖流域地表过程综合观测网的温性草原（JJC）和亚高山灌丛（JLM）两个站点进行分析（图1），JJC（100°14′8.99″E，37°14′49.00″N）位于青海省刚察县三角城种羊场，下

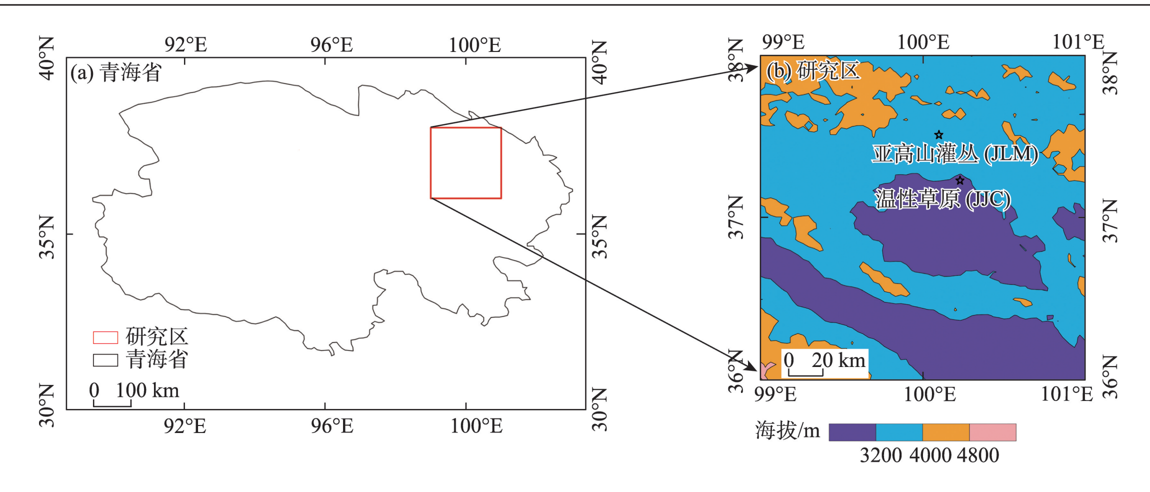


图1 研究区域地理位置与站点分布

Fig. 1 Geographical location and site distribution of the study area

垫面是温性草原，海拔3210 m。JLM（100°6′3.62″E，37°31′15.67″N）位于青海省刚察县沙流河镇大寺附近，下垫面是亚高山灌丛，海拔高度为3495 m。两个站点都有涡动相关系统（EC）测量湍流通量和全自动气象站（AWS）测量辐射和微气象要素。涡动相关仪的架高2.5 m，采样频率是10 Hz，超声朝北，数据是采用EddyPro软件处理的30 min数据，其处理的主要步骤包括：野点值剔除，延迟时间校正，坐标旋转（二次坐标旋转），频率响应修正，超声虚温修正和密度（WPL）修正等。空气温度、相对湿度传感器分别架设在3 m、5 m、10 m处，四分量辐射仪安装在6 m处，土壤热流板（自校正式）（3块）依次埋设在地下6 cm处，土壤温度探头埋设在地下5 cm、10 cm、20 cm、40 cm、80 cm、120 cm、200 cm和300 cm处[34]。

1.2 研究方法

DTM理论最初由Juang[24]等提出，后来由Luyssaert等[17]改进。DTM理论基于地表能量平衡原理和泰勒展开式近似的方法。地表能量平衡方程为：

$$S_{\downarrow}(1-\alpha)+L_{\downarrow}-\varepsilon T_s^4-(1-\varepsilon)L_{\downarrow}=R_n=H+LE+G \quad (1)$$

式中：$S_{\downarrow}$ 是入射短波辐射（W·m^{-2}）；α 是地表反照率；$L_{\downarrow}$ 为入射长波辐射（W·m^{-2}）；ε 为地表发射率；为斯蒂芬–玻尔兹曼常数；T_s 为地表温度（K）；R_n 为地表净辐射（W·m^{-2}）；H 为感热通量（W·m^{-2}）；LE 为潜热通量（W·m^{-2}）；G 为地表土壤热通量（W·m^{-2}）。利用泰勒展开近似并省略高阶项，不同下垫面类型之间的地表温度差异为：

$$\Delta T_s=T'_s-T_s \approx \frac{1}{4T_s^3}(T'^4_s-T_s^4)=\lambda_0\Delta\left[S_{\downarrow}(1-\alpha)\right]+\lambda_0\Delta(\varepsilon L_{\downarrow})-\lambda_0(\Delta LE+\Delta H)-\lambda_0\Delta G \quad (2)$$

式中：T'_s 与 T_s 为两种下垫面的地表温度，$\lambda_0=1/4T_s^3$。公式（2）右侧的第一项表示与反照率变化相关的短波辐射强迫，第二项表示长波辐射强迫，第三项表示感热和潜热通量的变化，第四项表示地表土壤热通量的变化。

不同下垫面的生物物理效应是指通过影响地表反照率、粗糙度和叶面积指数等地表参量，改变陆气之间的能量分配和水分循环，进而影响地表温度。根据DTM理论，可将不同下垫面类型对地表温度的生物物理影响划分为短波辐射、长波辐射、感热通量、潜热通量和地表土壤热通量。对于辐射项，符号与地表温度差异相同，两临近测站相比净短波辐射和长波辐射收入越多，则该站点地表温度越高。对于感热通量、潜热通量和地表土壤热通量项，与地表温度差异符号相反。两临近测站中向上的感热通量和潜热通量越强，向下的土壤热通量越强，则该测站地表温度越低；向下的感热通量和潜热通量越强，向上的土壤热通量越强，则该测站地表温度越高。

2 结果与分析

2.1 微气象要素的差异

本文以2021年6月1日到9月30日为生长季，1月31日到4月30日为非生长季，分别对生长季和非生长季两个站点的微气象要素特征进行分析。图2

是两个站点在生长季和非生长季土壤温度的平均日变化情况，由于深层土壤温度的日变化特征不明显，图中只标注了四层土壤温度。可以看出两个站点在生长季和非生长季的日变化趋势基本一致，凌晨土壤温度不断下降，在日出时温度达到最低值，并开始回升，之后温度不断升高到16:00左右达到最高值，然后开始下降。生长季到达温度最低值的时间较早，温度最高值的时间较晚，因为生长季的白天时间更长，日出早日落晚。越深层的土壤，其温度日变化越小，因为土壤内部的热量是逐层传递，深层土壤在白天吸收的热量和夜间释放的热量都较弱。而在太阳辐射作用下，表层土壤温度会迅速上升，并将部分能量传递给下方土壤。

在生长季和非生长季，亚高山灌丛相比温性草原土壤温度更低。对比生长季和非生长季的土壤温度特征，生长季比非生长季的土壤温度高15 K以上，并且日较差更大。在5 cm深处土壤，亚高山灌丛的土壤温度日较差在生长季为9.4 K，非生长季为7.9 K，两者相差1.5 K，温性草原的日较差分别为11.6 K和8.5 K，生长季和非生长季相差3.1 K。温性草原的日较差在生长季和非生长季均更高。

图3展示了两站点在生长季和非生长季的地表温度、空气温度和相对湿度的平均日变化。在生长季，温性草原的地表温度明显更高，两站点地表温度的峰值相差6.3 K，白天地表温度差异比夜间大。在非生长季，白天两站点的地表温度差异并不明显，特别是在12:00—15:00。夜间温性草原的地表温度明显更高。

在生长季温性草原的气温24 h都高于亚高山灌丛；在非生长季，两站点的气温并没有明显差距。气温和地表温度的日变化之所以不同，是因为其受到的能量来源和影响因素不同。地表温度直接受到太阳辐射的影响，而空气温度则主要受到地表温度的影响。地表受到太阳辐射的加热，使得地表温度上升，然后通过热对流和辐射将热量传递到空气中。

在生长季和非生长季，两个站点的相对湿度日变化情况都与地表温度、空气温度相反，气温变化会对相对湿度的变化有明显影响。相对湿度=实际水汽压/饱和水气压，温度升高时，饱和水汽压也会升高。在生长季，温性草原站点的温度更高，其饱和水汽压也更高，但图3c中两站点的相对湿度没有

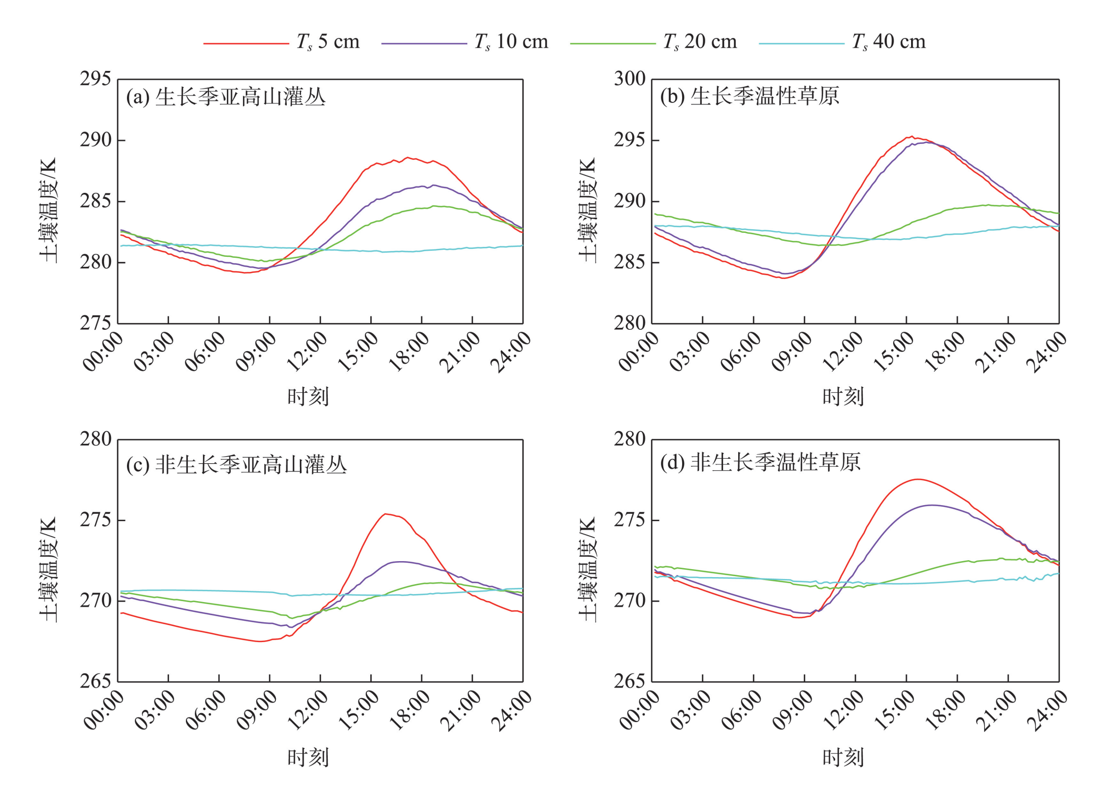


图2　2021年亚高山灌丛(JLM)和温性草原(JJC)在生长季和非生长季土壤温度的日变化

Fig. 2　Diurnal variation of soil temperature in subalpine shrub (JLM) and temperate steppe (JJC) during the growing and non-growing seasons in 2021

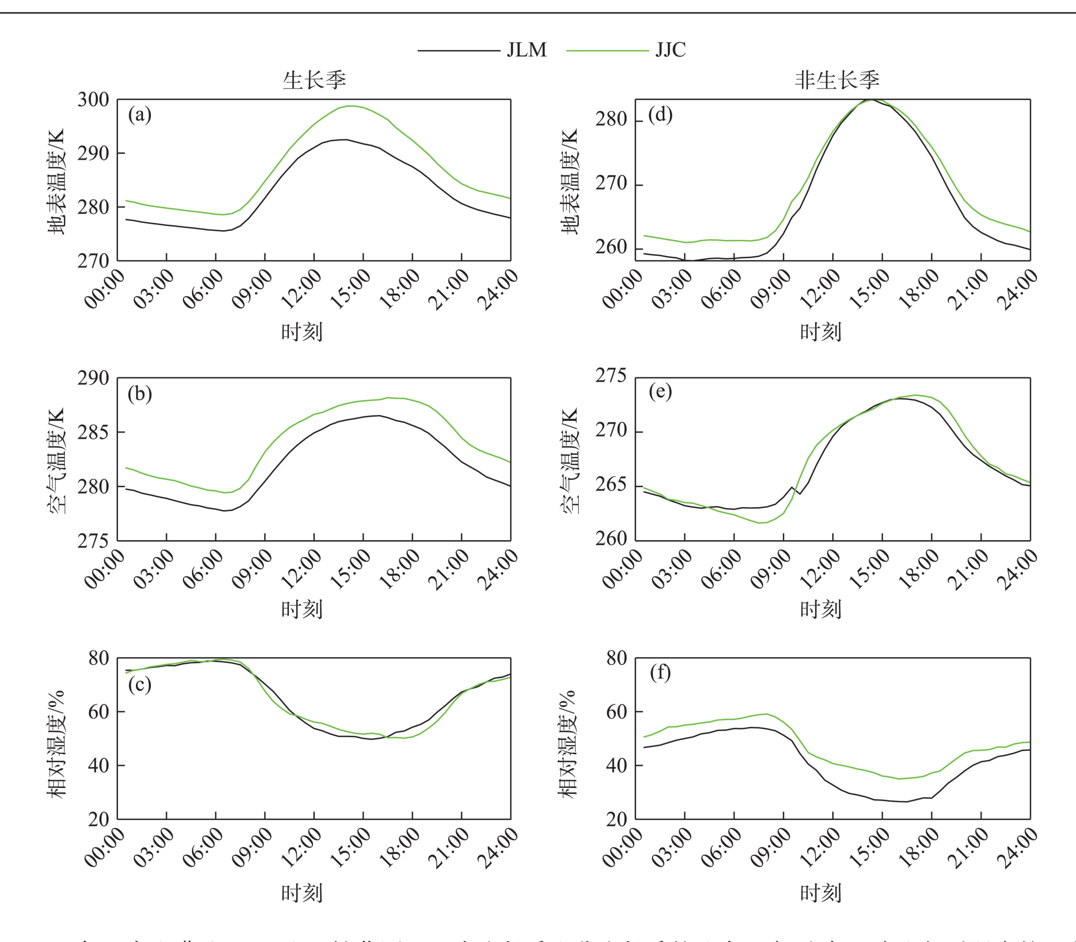


图3 2021年亚高山灌丛(JLM)和温性草原(JJC)在生长季和非生长季的地表温度、空气温度和相对湿度的日变化

Fig. 3 Diurnal variations of surface temperature, air temperature and relative humidity in subalpine shrub (JLM) and temperate steppe (JJC) during the growing and non-growing seasons in 2021

明显差异,所以温性草原的实际水汽压也更高;在非生长季,白天时两站点的温度差异不明显,即饱和水汽压基本相同,而温性草原站点的相对湿度更高,所以温性草原站点的实际水汽压更高。综上所述,在生长季和非生长季,温性草原站点的实际水汽压都比亚高山灌丛站点更高。不同下垫面类型对微气象参数产生不同的反馈作用,这与Yuan等[35]在黑河流域对比不同下垫面类型得出的结果一致。

2.2 地表能量平衡收支

2.2.1 地表辐射收支 在图4a中可以看出,由于两站点相距很近,背景气候基本一样,在生长季和非生长季,两站点的向下的短波辐射(DSR)差距不大,生长季DSR最大值在870 W·m^{-2}左右,非生长季DSR最大值在700 W·m^{-2}左右。向上的短波辐射(USR)的大小取决于下垫面的反照率和DSR,在生长季,尽管亚高山灌丛的反照率比温性草原高(图5),但差异较小,且亚高山灌丛DSR的峰值低于温性草原,所以其USR也较小。在不考虑地表发射率的影响时,向上的长波辐射(ULR)的主要影响因素是地表温度,温性草原和亚高山灌丛的最大ULR值分别为448.3 W·m^{-2}和418.1 W·m^{-2},由于生长季温性草原的温度明显更高,所以ULR更强。

2.2.2 地表热通量 地表土壤热通量的差异对不同土地覆盖类型之间的地表温度差异有显著影响[36]。地表土壤热通量方向一般垂直于地表。向下的土壤热通量是指土壤向下传递的热量,通常是由太阳照射地表而产生的热量。这一部分热通量在日间较为显著。向上的土壤热通量是指由土壤深层向地表传递的热量。这一部分热通量在夜间较为显著。正值表示从地表向下传递热量,负值表示热量传递方向相反。

地表土壤热通量的变化会影响地表温度的变化,如果向上的土壤热通量减弱,则地表温度会降低;如果向下的土壤热通量减弱,则地表温度会升高。在生长季和非生长季两个站点都是白天为正值,夜间为负值(图6)。在生长季,温性草原的最高

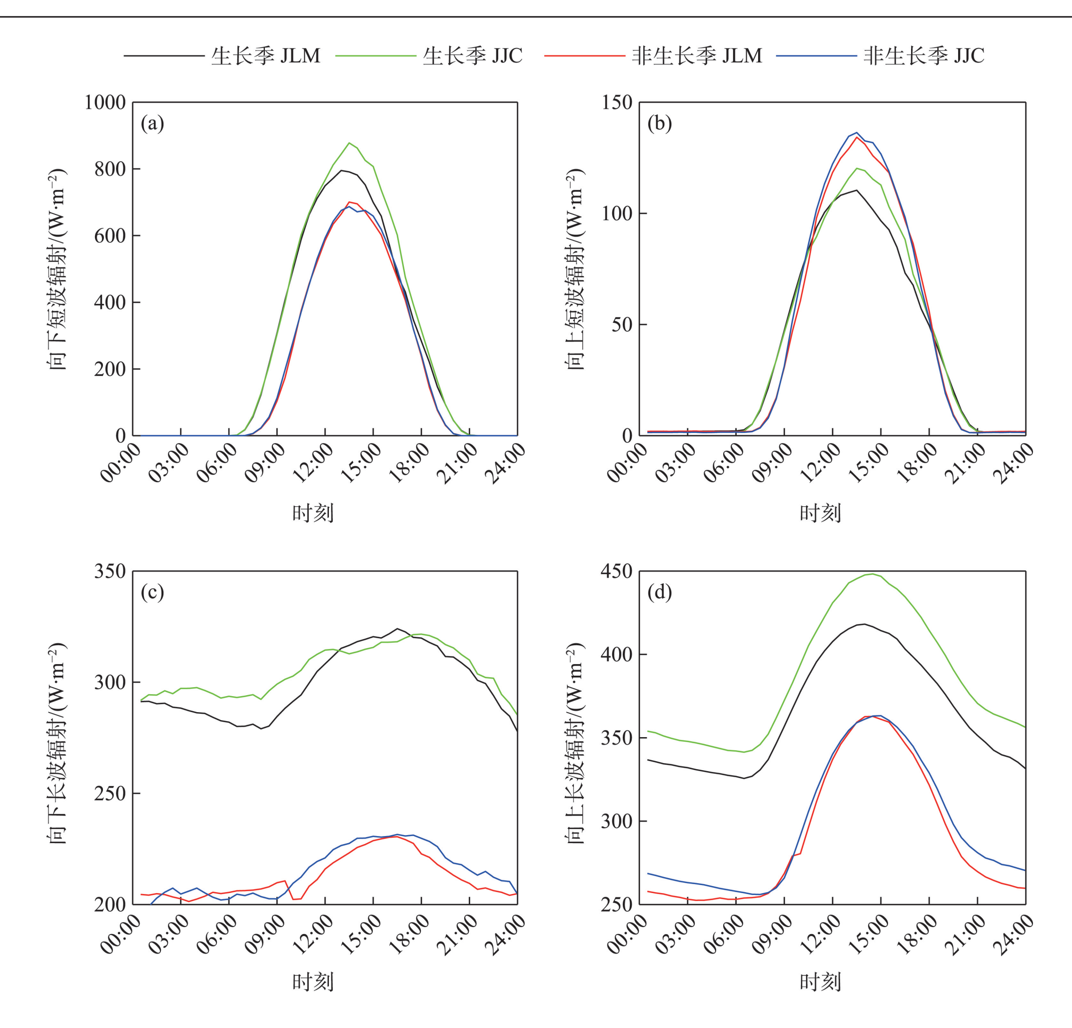


图4　2021年高山灌丛(JLM)和温性草原(JJC)在生长季和非生长季辐射分量的日变化

Fig. 4　Diurnal variations of radiation budget in subalpine shrub (JLM) and temperate steppe (JJC) during the growing and non-growing seasons in 2021

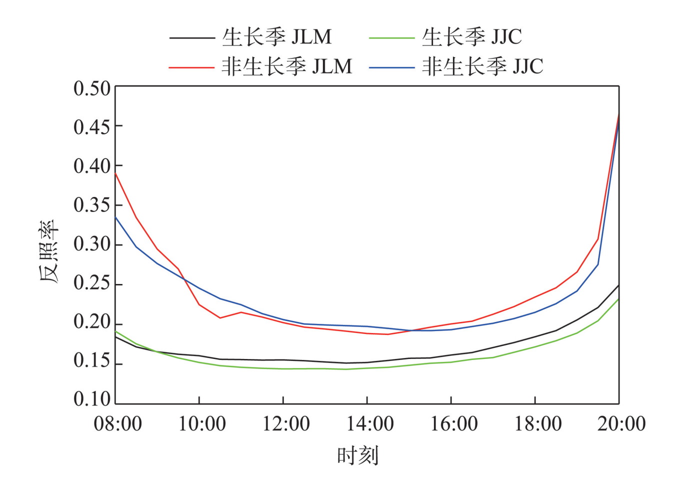


图5　2021年生长季和非生长季亚高山灌丛(JLM)和温性草原(JJC)站点反照率的日变化

Fig. 5　Diurnal variation of albedo in subalpine shrub (JLM) and temperate steppe (JJC) during growing and non-growing seasons in 2021

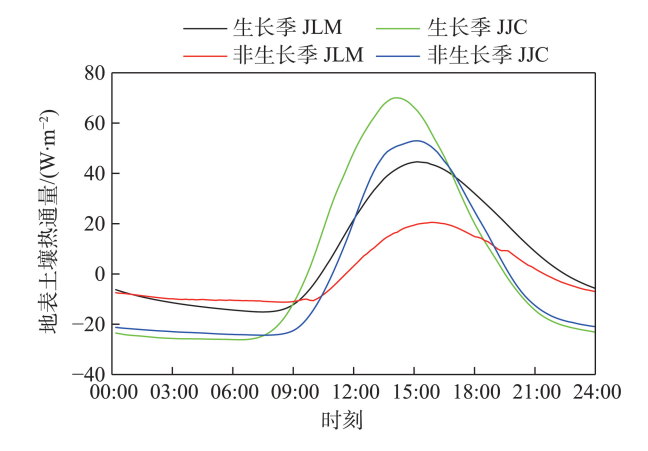


图6　2021年生长季和非生长季亚高山灌丛(JLM)和温性草原(JJC)地表土壤热通量日变化

Fig. 6　Diurnal variation of surface soil heat flux in subalpine shrub (JLM) and temperate steppe (JJC) during growing and non-growing seasons in 2021

值和最低值为70.1 W·m^{-2}和−26.1 W·m^{-2}，亚高山灌丛的值为44.6 W·m^{-2}和−15.1 W·m^{-2}，非生长季温性草原的最高值和最低值为53.0 W·m^{-2}和−24.4 W·m^{-2}，亚高山灌丛的值为20.5 W·m^{-2}和−11.2 W·m^{-2}。生长季两个站点的地表土壤热通量强度明显高于非生长季，且日较差更大。不管是生长季还是非生长季，温性草原白天和夜间的土壤热通量均强于亚高山灌丛，且两站点之间差异白天比夜间更大。

有效能量对感热通量和潜热通量的分配对行星边界层内的温度和湿度有显著影响[37]。图7为生长季和非生长季两个站点的感热通量和潜热通量平均日变化，如图7所示，两个通量在白天都为正值，在午后达到峰值，在夜间都接近0。一般来说，感热通量是由空气之间的温度差驱动，而潜热通量则是由地表蒸发和植被蒸腾等水的相变过程引起。在生长季，两个站点的潜热通量差异并不明显，温性草原和亚高山灌丛的峰值分别是170.4 W·m^{-2}和156.1 W·m^{-2}。二者的感热通量峰值分别为142.2 W·m^{-2}和105.8 W·m^{-2}，在13:00—16:00时间段内差异最为明显，在非生长季白天时温性草原的潜热通量和感热通量都更高一些，15:00左右两站点的感热通量差异较大。因此，温性草原相比亚高山灌丛具有更高的潜热通量和感热通量，白天两站点之间的差异高于夜间。

通过计算半小时的能量平衡比 $EBR_{hr} = (H + LE)/(R_n - G)$，分析两测站能量平衡闭合情况。灌丛在白天的能量闭合率基本在60%～90%，草原在白天的能量闭合率基本在70%～90%。两测站能量闭合率在夜间时都在20%以下，地表能量平衡的这种日变化特征几乎所有通量站点都存在[38]。

2.3 两种下垫面类型对地表温度的生物物理影响

根据DTM理论公式(2)，不同下垫面类型对地表温度的生物物理效应可分为辐射和非辐射效应。辐射效应指的是地表受到的太阳和大气辐射的影响，包括短波辐射和长波辐射项。在白天，地表受到的太阳辐射增加，导致地表温度升高；而在夜间，地表向大气发射辐射，导致地表温度降低。在生长季和非生长季两个时间段，亚高山灌丛与温性草原之间的净短波辐射的差异($\Delta\left[S_{\downarrow}(1-\alpha)\right]$)为负(图8e)。根据公式(2)，负的净短波辐射项对 ΔT_s 的作用是负向的，同时生长季短波辐射差异明显强于非生长季。因此，相比于温性草原，亚高山灌丛区域地表接收到的净短波辐射更少，该项使得亚高山灌丛相比温性草原具有更低的地表温度。向下的长波辐射和地表发射率项($\Delta(\varepsilon L_{\downarrow})$)对于地表温

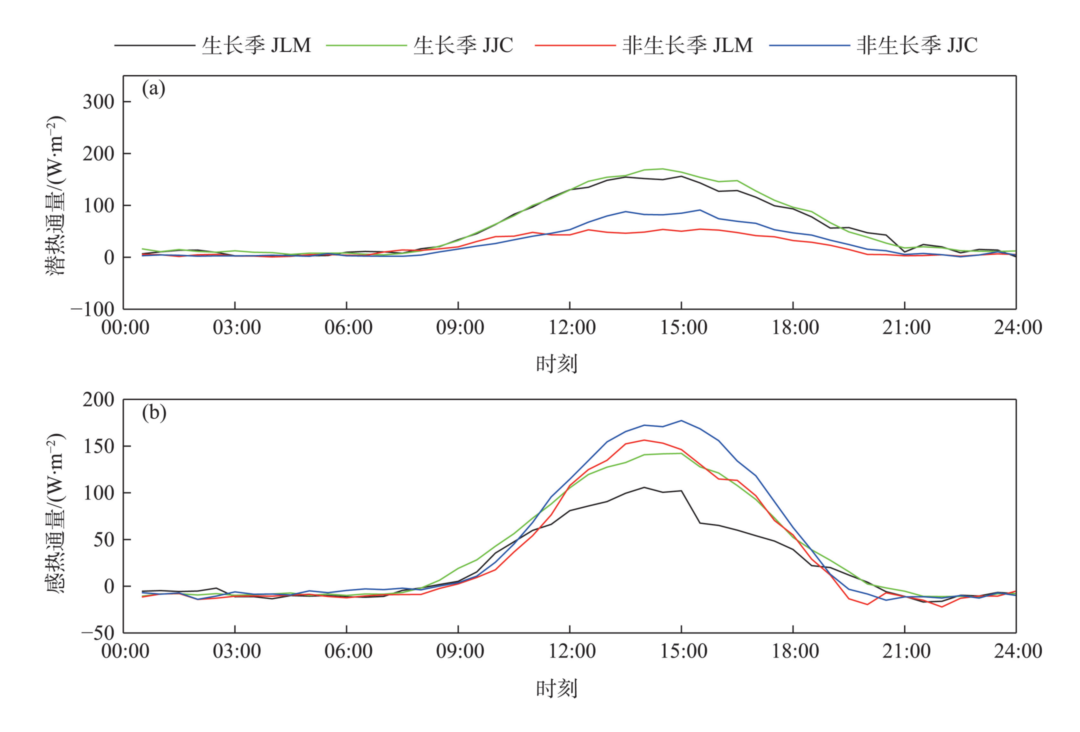


图7 2021年亚高山灌丛(JLM)和温性草原(JJC)在生长季和非生长季的潜热通量和感热通量的日变化

Fig. 7 Diurnal variation of latent heat flux and sensible heat flux in subalpine shrub (JLM) and temperate steppe (JJC) during growing and non-growing seasons in 2021

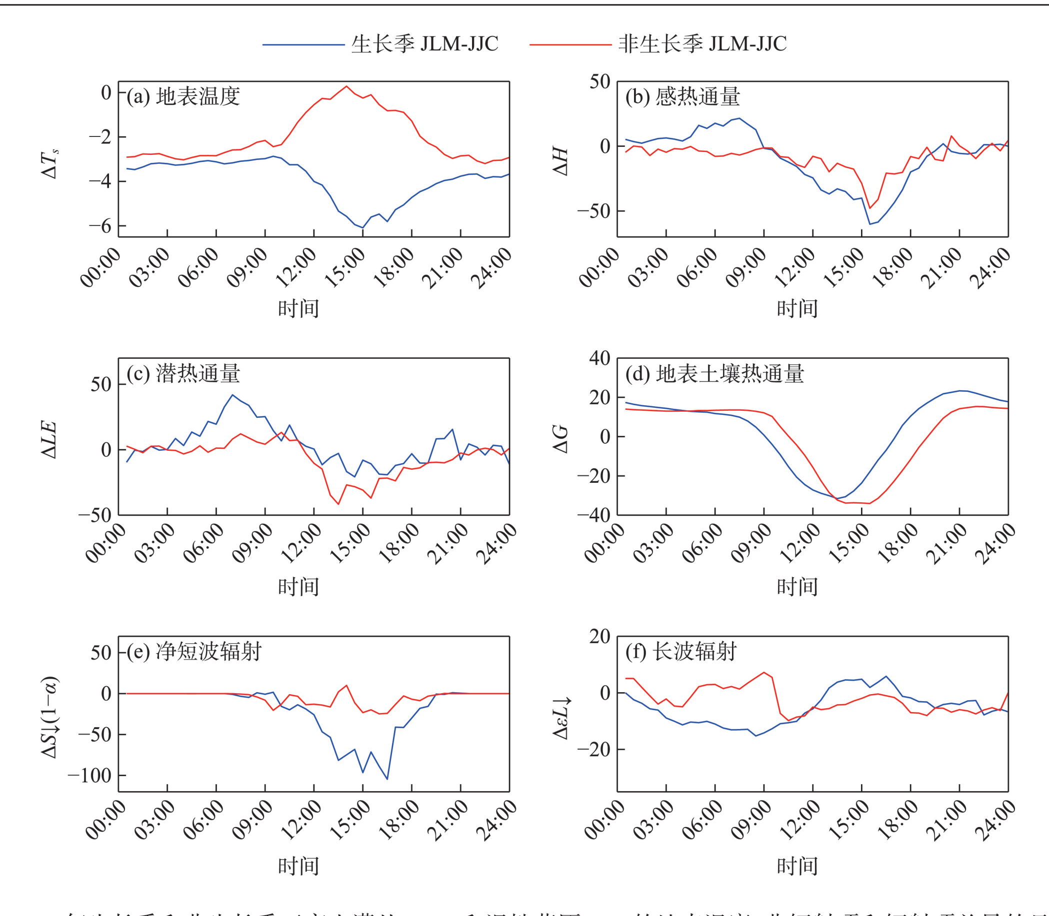


图8　2021年生长季和非生长季亚高山灌丛(JLM)和温性草原(JJC)的地表温度、非辐射项和辐射项差异的日变化

Fig. 8　Diurnal variation of surface temperature, non-radiatire, and radiative terms between subalpine shrub (JLM) and temperate steppe (JJC) during growing and non-growing seasons in 2021

度的作用与净短波辐射($\Delta\left[S_{\downarrow}(1-\alpha)\right]$)相同，根据图8f可以看出这一项在一天内有正有负，其对温度的影响在下文结合图9进行分析。

非辐射效应包括感热通量、潜热通量和土壤热通量的影响，对地表温度的差异也有重要作用。生长季亚高山灌丛与温性草原的感热通量差 ΔH (图8b)在白天为负，夜间为正值，且白天两站点差异更明显。潜热通量差 ΔLE (图8c)与感热通量情况类似。在非生长季两站点之间潜热通量差和感热通量差基本都为负，并且白天差异显著。在生长季和非生长季，两站点的地表土壤热通量差 ΔG (图8d)在白天为负，夜间为正。非辐射项与 ΔT_s 的符号相反(公式(2))，白天感热通量差和潜热通量差为负，则感热通量和潜热通量在亚高山灌丛相比温性草原的降低地表温度中起到负反馈作用，夜间潜热通量差和感热通量差为正时，则感热通量项和潜热通量项在亚高山灌丛降低地表温度中起到正反馈作用。对于地表土壤热通量项，在亚高山灌丛降低地表温度中白天起到负反馈作用，夜间为正反馈作用。

公式(2)各生物物理因素($-\lambda_0\Delta H$ ，$-\lambda_0\Delta LE$ ，$-\lambda_0\Delta G$ ，$\lambda_0\Delta\left[S_{\downarrow}(1-\alpha)\right]$ ，$\lambda_0\Delta(\varepsilon L_{\downarrow})$)在白天(12:00—15:00)和夜间(00:00—03:00)的平均值如图9所示。由于DTM理论赋予每个能量分量相同的权重，因此一些被划分的贡献分量比观测到的地表温差甚至要大几倍，这与Wang等[39]和李尔晨等[40]得出的结果类似。在生长季和非生长季的白天，相比于温性草原站点，亚高山灌丛站点的感热、潜热通量项和地表土壤热通量项都使得其地表温度相对更高，即抑制灌丛相比草原的冷却作用。短波辐射项则使得其地表温度相对更低，促进灌丛的冷却作用。长波辐射项的影响并不明显。在生长季，对白天地表温度差异影响最大的是短波辐射项，同时地表土壤热通量项和感热通量项也发挥了重要作用，非生长季影响最大的是地表土壤热通量项，其次是短波辐射项。在夜间，相比于温性草原站点，亚高

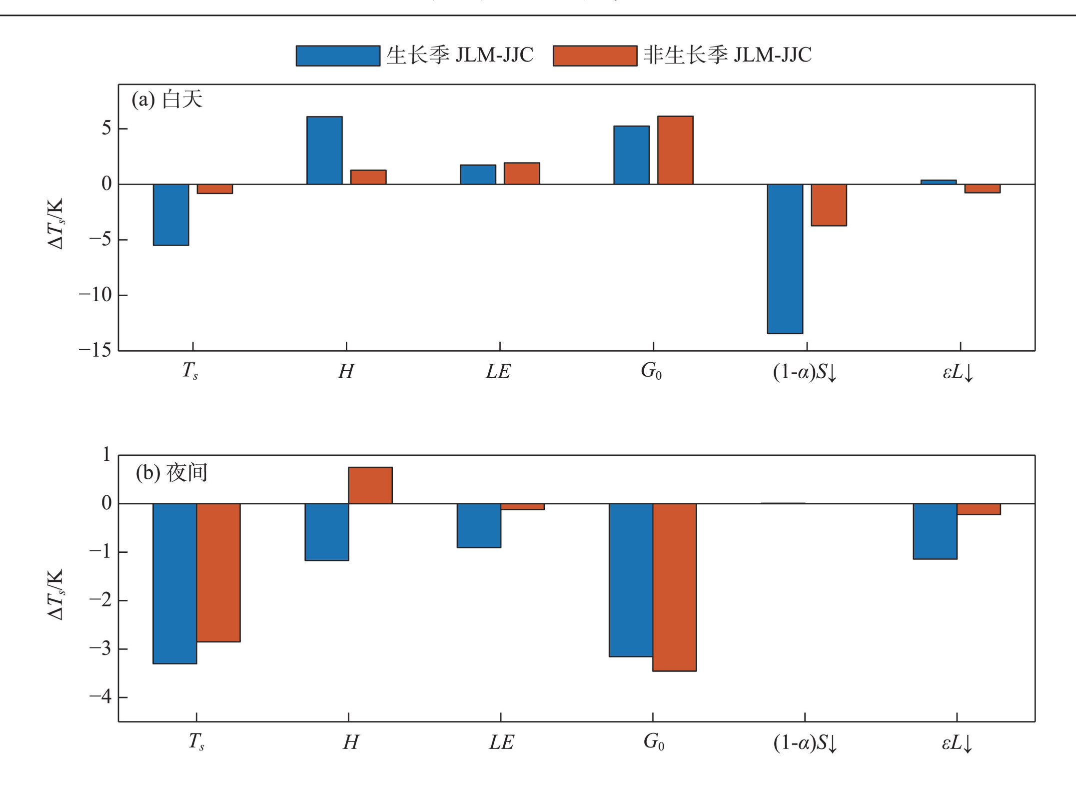


图9　2021年生长季和非生长季亚高山灌丛(JLM)和温性草原(JJC)站点之间的DTM理论生物物理效应划分

Fig. 9　The biophysical effects according to DTM between subalpine shrub (JLM) and temperate steppe (JJC) during growing and non-growing seasons in 2021

山灌丛站点的潜热通量项、地表土壤热通量项、长波辐射项都使得其地表温度相对更低,而感热通量项在生长季和非生长季的影响相反。在生长季和非生长季,夜间两站点之间地表温度差异最重要的影响因素都是地表土壤热通量项,而在生长季感热通量项、潜热通量项和长波辐射项的影响也比较明显,在非生长季则只有感热通量项的作用相对较大。

3　结论

为了分析青海湖流域陆气相互作用特征和LULCC对地表温度的生物物理影响,选取TPDC青海湖流域地表过程综合观测网亚高山灌丛和温性草原两个站点,应用DTM理论量化两种不同下垫面地表辐射、土壤热通量、感热通量和潜热通量差异引起的地表温度变化。得出以下结论:

(1) 在生长季和非生长季,温性草原5 cm土壤温度峰值分别为295.4 K和277.6 K,亚高山灌丛的土壤温度峰值仅为288.6 K和275.4 K。在生长季,温性草原的地表温度和空气温度峰值分别为298.8 K和288.2 K,亚高山灌丛的峰值分别为292.5 K和286.5 K。在非生长季,两站点的地表温度白天差异不大,夜晚温性草原相比亚高山灌丛地表温度高2.8 K。亚高山灌丛相比温性草原具有更低的地表温度、气温和土壤温度。在生长季,两站点之间的地表温度、气温和土壤温度的差异更为明显,而非生长季相对湿度的差异更为明显。

(2) 在生长季和非生长季的白天,感热、潜热通量项和地表土壤热通量项抑制灌丛相比草原的冷却作用,即在灌丛的冷却作用中起到负反馈。短波辐射项在灌丛的冷却作用中起到正反馈。长波辐射项的影响并不明显。在生长季,对白天地表温度差异影响最大的是短波辐射项,同时地表土壤热通量项和感热通量项也发挥了重要作用,非生长季影响最大的是地表土壤热通量项,其次是短波辐射项。

(3) 在夜间,相比于温性草原站点,亚高山灌丛站点的潜热通量项、地表土壤热通量项、长波辐射项都使得其地表温度相对更低,而感热通量项在生长季和非生长季的影响相反。在生长季和非生长季,夜间两站点之间地表温度差异最重要的影响因素都是地表土壤热通量项。

致谢:本研究的数据由国家青藏高原数据中心(http://data.tpdc.ac.cn)提供,对课题中的所有工作人员表示衷心的感谢!

参考文献(References):

[1] 刘婉如, 陈春波, 罗格平, 等. 巴尔喀什湖流域土地利用/覆被变化过程与趋势[J]. 干旱区研究, 2021, 38(5): 1452-1463. [Liu Wanru, Chen Chunbo, Luo Geping, et al. Change processes and trends of land use/cover in the Balkhash Lake basin[J]. Arid Zone Research, 2021, 38(5): 1452-1463.]

[2] Alkama R, Cescatti A. Biophysical climate impacts of recent changes in global forest cover[J]. Science, 2016, 351(6273): 600-604.

[3] Lee X, Goulden M L, Hollinger D Y, et al. Observed increase in local cooling effect of deforestation at higher latitudes[J]. Nature, 2011, 479(7373): 384-387.

[4] Li Y, Zhao M, Motesharrei S, et al. Local cooling and warming effects of forests based on satellite observations[J]. Nature Communications, 2015, 6: 6603.

[5] Ge Q S, Zhang X Z, Zheng J Y, et al. Simulated effects of vegetation increase/decrease on temperature changes from 1982 to 2000 across the Eastern China[J]. International Journal of Climatology, 2014, 34(1): 187-196.

[6] Dennis B. Biogeochemistry: Managing land and climate[J]. Nature Climate Change, 2014, 4(5): 330-331.

[7] Li M M, Liu A T, Zou W D, et al. An overview of the "Three-North" Shelterbelt project in China[J]. Forestry Studies in China, 2012, 14(1): 70-79.

[8] Davin E L, de Noblet-Ducoudre N. Climatic impact of global-scale deforestation: Radiative versus nonradiative processes[J]. Journal of Climate, 2010, 23(1): 97.

[9] Pitman A J, de Noblet-Ducoudre N, Cruz F T, et al. Uncertainties in climate responses to past land cover change: First results from the LUCID intercomparison study[J]. Geophysical Research Letters, 2009, 14: 36.

[10] Baldocchi D, Ma S. How will land use affect air temperature in the surface boundary layer? Lessons learned from a comparative study on the energy balance of an oak savanna and annual grassland in California, USA[J]. Tellus Series B-chemical & Physical Meteorology, 2013, 65(1): 1393-1399.

[11] Biggs T W, Scott C A, Gaur A, et al. Impacts of irrigation and anthropogenic aerosols on the water balance, heat fluxes, and surface temperature in a river basin[J]. Water Resources Research, 2008, 44(12): 181-198.

[12] Campra P, Garcia M, Canton Y, et al. Surface temperature cooling trends and negative radiative forcing due to land use change toward greenhouse farming in southeastern Spain[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2008, 113(D18): 1044.

[13] Yang K, Wu H, Qin J, et al. Recent climate changes over the Tibetan Plateau and their impacts on energy and water cycle: A review [J]. Global Planet Change, 2014, 112: 79-91.

[14] Burakowski E, Tawfik A, Ouimette A, et al. The role of surface roughness, albedo, and Bowen ratio on ecosystem energy balance in the Eastern United States[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2018, 249: 367-376.

[15] Zhao K, Jackson R B. Biophysical forcings of land-use changes from potential forestry activities in North America[J]. Ecological Monogr, 2014, 84(2): 329-353.

[16] Li Y, Zhao M, Motesharrei S, et al. Local cooling and warming effects of forests based on satellite observations[J]. Nature Communications, 2015, 6: 6603.

[17] Luyssaert S, Jammet M, Stoy P C, et al. Land management and land-cover change have impacts of similar magnitude on surface temperature[J]. Nature Climate Change, 2014, 4: 389-393.

[18] Duveiller G, Hooker J, Cescatti A. The mark of vegetation change on Earth's surface energy balance[J]. Nature Communications, 2018, 9(1): 679.

[19] Bright R M, Davin E, O'Halloran T, et al. Local temperature response to land cover and management change driven by non-radiative processes[J]. Nature Climate Change, 2017, 7(4): 296-302.

[20] Schultz N M, Lawrence P J, Lee X. Global satellite data highlights the diurnal asymmetry of the surface temperature response to deforestation[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2017, 122(4): 903-917.

[21] Ge J, Guo W, Pitman A J, et al. The nonradiative effect dominates local surface temperature change caused by afforestation in China [J]. Journal of Climate, 2019, 32(14): 4445-4471.

[22] 康利刚, 曹生奎, 曹广超, 等. 青海湖流域地表温度时空变化特征研究[J]. 干旱区地理, 2023, 46(7): 1084-1097. [Kang Ligang, Cao Shengkui, Cao Guangchao, et al. Spatiotemporal variation of land surface temperature in Qinghai Lake Basin[J]. Arid Land Geography, 2023, 46(7): 1084-1097.]

[23] Williams A, Richardson A D, Reichstein M, et al. Improving land surface models with FLUXNET data[J]. Biogeosciences, 2009, 6 (7): 1341-1359.

[24] Juang J Y, Katul G G, Siqueira M B, et al. Separating the effects of albedo from eco-physiological changes on surface temperature along a successional chronosequence in the southeastern United States[J]. Geophysical Research Letters, 2007, 34(21): 031296.

[25] Shi M. Response of surface air temperature to small-scale land clearing across latitudes[J]. Environmental Research Letters, 2014, 3(9): 206-222.

[26] Betts A K, Desjardins R, Worth D, et al. Impact of land use change on the diurnal cycle climate of the Canadian Prairies[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2013, 118(21): 11-12.

[27] Zhao K, Jackson R B. Biophysical forcings of land-use changes from potential forestry activities in North America[J]. Ecological Monographs, 2014, 84(2): 329-353.

[28] Broucke S V, Luyssaert S, Davin E L, et al. New insights in the capability of climate models to simulate the impact of LUC based on temperature decomposition of paired site observations[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2015, 120(11): 5417−5436.

[29] He Y, D'Odorico P, De Wekker S F J, et al. On the impact of shrub encroachment on microclimate conditions in the northern Chihuahuan desert[J]. Journal of Geophysical Research, 2010, 115: D21120.

[30] 李岳坦, 李小雁. 青海湖流域沙柳河湿地草地和具鳞水柏枝灌丛小气候特征研究[J]. 地球环境学报, 2014, 5(3): 173−185. [Li Yuetan, Li Xiaoyan. Microclimate features of grassland communities and *Myricaria squamosa* Desv. shrubs in Shaliu River Wetland, Qinghai Lake Basin[J]. Journal of Earth Environment, 2014, 5(3): 173−185.]

[31] 赵梦启, 高满, 陈喜, 等. 不同覆被下的温度日变化特征及空间尺度效应——以贵州陈旗小流域为例[J]. 长江流域资源与环境, 2015, 24(S1): 115−122. [Zhao Mengqi, Gao Man, Chen Xi, et al. Daily temperature characteristics and effect of spatial scale for different types of vegetation: A case study of Chenqi Catchment in Guizhou Province[J]. Resources and Environment in the Yangtze Basin, 2015, 24(S1): 115−122.]

[32] Chen L, Dirmeyer P A. Adapting observationally based metrics of biogeophysical feedbacks from land cover/land use change to climate modeling[J]. Environmental Research Letters, 2016, 11(3): 034002.

[33] Li X, Yang X, Ma Y, et al. Qinghai Lake Basin critical zone observatory on the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Vadose Zone Journal, 2018, 17(1): 1−11.

[34] Li X, Ma Y, Huang Y, et al. Evaporation and surface energy budget over the largest high-altitude saline lake on the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2016, 121(18): 10470−10485.

[35] Yuan G, Zhang Y, Li E, et al. Effects of different land use types on soil surface temperature in the Heihe River Basin[J]. Sustainability, 2023, 15(4): 3859.

[36] He Y, Wekker S, Fuentes J D, et al. Coupled land-atmosphere modeling of the effects of shrub encroachment on nighttime temperatures[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2011, 151(12): 1690−1697.

[37] Yuan G, Zhang L, Liang J, et al. Impacts of initial soil moisture and vegetation on the diurnal temperature range in arid and semiarid regions in China[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2017, 122(21): 11568−11583.

[38] Wilson K, Goldstein A, Falge E, et al. Energy balance closure at FLUXNET sites[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2002, 113(1): 223−243.

[39] Wang L, Lee X, Schultz N, et al. Response of surface temperature to afforestation in the Kubuqi Desert, Inner Mongolia[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2018, 123(2): 948−964.

[40] 李尔晨, 张羽, 苑广辉. 定量评估黑河流域4种下垫面类型对地表温度的影响[J]. 干旱区研究, 2023, 40(1): 30−38. [Li Erchen, Zhang Yu, Yuan Guanghui. Quantify the impacts of four land cover types on surface temperature in the Heihe River Basin[J]. Arid Zone Research, 2023, 40(1): 30−38.]

Biophysical effects of the different underlying factors on land the surface temperature in the Qinghai Lake Basin

LI Yongguang, YUAN Guanghui

(Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, Jiangsu, China)

Abstract: The micrometeorological elements, radiation budget, and surface turbulent data at two sites with land cover types of subalpine shrub and warm steppe in the Qinghai Lake Basin in 2021 were compared to investigate the differences in the land-atmosphere interaction between the various surface types and the biophysical effects of Land Use/Land Cover Changes on surface temperature. June to September was the growing, and January to April was the nongrowing season. There were marked differences in surface, air, and soil temperatures and relative humidity between the two sites. In the growing and nongrowing seasons, the peak temperatures of the topmost 5 cm of the soil in warm steppe were 295.4° K and 277.6° K, while those in subalpine shrub were only 288.6° K and 275.4° K, respectively. During the growing season, the peak surface and air temperatures of the warm steppe were 298.8° K and 288.2° K, and that of the subalpine shrub were 292.5° K and 286.5° K, respectively. In the nongrowing season, there was no significant difference in the daytime surface temperatures between the two stations, and the night surface temperature of the warm steppe was 2.8° K higher than that of the subalpine shrubs. The subalpine shrub had lower surface, air, and soil temperatures than the warm steppe; these differences between the two stations were more evident during the growing season, and the variations in the relative humidity in the nongrowing season were more obvious. Based on the Direct Decomposed Temperature Metric, the influence of radiation budget and surface energy distribution between the two sites regarding the surface temperature differences was analyzed. The subalpine shrub had cooling effects compared with the warm steppe. In the daytime of the growing and nongrowing seasons, the short wave radiation term promoted the cooling effect of the subalpine shrub, and the sensible, latent, and surface-soil heat flux terms inhibited the cooling effect of the subalpine shrub. At night, the radiation and nonradiation terms promoted the cooling effect of subalpine shrubs in the growing season. In contrast, the sensible heat flux terms had a warming effect, and the other terms demonstrated a cooling effect in the nongrowing season. The main contributing factors to subalpine shrub cooling during the daytime were shortwave radiation, surface- soil heat flux, and sensible heat flux terms. The main contributing factor at night was the surface-soil heat flux term.

Keywords: land use and land cover change; surface temperature; radiation budget; surface soil heat flux; turbulent flux; Qinghai Lake Basin